

Cinemática de las milonitas del basamento proterozoico en Boca de la Sierra, sierras de Azul, Buenos Aires

María C. FRISICALE^{1,2}, Luis V. DIMIERI¹ y Jorge A. DRISTAS¹³

¹Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

³Comisión de Investigaciones Científicas de la Prov. de Buenos Aires

E-mail: cfrisica@criba.edu.ar

RESUMEN. Se estudiaron cinco perfiles que atraviesan la zona de megacizalla en Boca de la Sierra, sierras de Azul, con el objeto de mostrar los movimientos de la masa rocosa y las características de la deformación. En estos perfiles se realizaron análisis estructurales y estudios petrográficos sobre muestras orientadas. En la mayoría de los afloramientos se observan abundantes indicadores que permiten determinar la cinemática de las estructuras y las condiciones de la deformación. Los porfiroclastos rotados muestran sentidos de movimientos ambiguos, tanto dextrales como sinestrales. El análisis de la forma de los granos indica que en los planos paralelos a la milonitización los porfiroclastos poseen forma redondeada, y volcados en el diagrama de Flinn caen en el campo del aplanamiento. La fábrica de orientaciones preferenciales de ejes c de cuarzo es consecuente con estos resultados. Los mecanismos de deformación actuantes varían según la roca considerada desde las rocas miloníticas, donde el mecanismo actuante correspondería al régimen 2 de Hirth y Tullis, hasta las ultramilonitas con mecanismos de deformación pertenecientes al régimen 3. Además, la presencia de bandas de cizalla secundaria de tipo C' sugiere que durante los estadios finales de la milonitización el área ha sufrido estiramiento paralelo al rumbo. La zona de megacizalla de Boca de la Sierra se ha desarrollado por procesos donde predomina el aplastamiento (*flattening*), con escasa componente de transcurrancia, bajo condiciones de metamorfismo que alcanzarían, al menos, el grado medio. Estas evidencias permiten inferir que la megacizalla se debió a una convergencia normal de dirección NNE-SSO, probablemente acaecida durante el ciclo orogénico Transamazónico tardío.

Palabras clave: Tectónica, Zona de cizalla, Precámbrico, Tandilia

ABSTRACT. *Kinematics of the mylonites of the Proterozoic basement at Boca de la Sierra, Sierras de Azul, Buenos Aires.* Five cross sections in the area of Boca de la Sierra, through the megashear zone of the Tandilia geological province, Argentina, were examined in order to establish the overall displacement pattern and the characteristics of deformation. Structural analyses and petrographical studies were carried out on oriented samples. Most of the outcrops display abundant porphyroclasts, suitable for understanding the kinematics of the tectonic structures and the conditions of deformation. Asymmetric rotated porphyroclasts show ambiguous (sinistral and dextral) senses of shear. Grain shape analysis, in sections parallel to the foliation, indicates that the porphyroclasts are rounded. Plotted on a Flinn diagram, they fall into the field of flattening. The quartz c-axis patterns are consistent with these results. Throughout the megashear zone, there is a range of deformation mechanisms, from mylonitic rocks, where regime 2 of Hirth and Tullis prevails, to ultramylonitic rocks, where regime 3 predominates. Furthermore, the presence of distinct secondary shear bands (C' type) may indicate that, during the later stages of mylonitization, the area was stretched along strike. The Boca de la Sierra megashear zone developed mainly by flattening, with a minor component of wrenching, under medium-grade metamorphic conditions. The megashear, is probably related to the late Transamazonian orogenic cycle, and may be due to NNE-SSW convergence.

Key words: Tectonics, Shear zone, Precambrian, Tandilia

Introducción

En el basamento cristalino de las sierras de Azul existe una zona de deformación dúctil, la cual ha sido estudiada con anterioridad con un enfoque fundamentalmente regional (González Bonorino *et al.* 1956; Dalla Salda 1981; Teruggi *et al.* 1973, 1988; Dalla Salda *et al.* 1988, 1992); sin embargo, las investigaciones de detalle sobre esta región estructural son escasas (Frisicale *et al.* 1999).

El objetivo de este trabajo es describir y analizar la deformación a través de las microestructuras asociadas que se observaron en las rocas del basamento, desde las rocas migmatíticas con menor grado de deformación hasta las milonitas propiamente dichas. En una primera etapa el estudio se concentró en los afloramientos de Boca de la Sierra y cerro La Armonía (Fig. 1), donde se hallaron afloramientos de rocas intensamente deformadas correspondientes a una megacizalla de orden regional, perteneciente probablemente al ciclo Transamazónico tardío.

formarían una franja angosta de casi 40 km de extensión rodeadas por migmatitas, con rumbo este-oeste constituyendo el cuerpo central de Boca de La Sierra y se habrían desarrollado a partir de un protolito migmatítico. Si bien el pasaje entre ambas rocas no es muy evidente en el campo, estos autores sugieren que es posible observarlo en las lomadas que se encuentran en los flancos sur y norte de Boca de la Sierra. Proponen un esquema de esfuerzos para esta localidad que indica una sentido de cizalla derecho en planta con dirección este-oeste. Dalla Salda (1981) y Dalla Salda *et al.* (1992) consideran que la estructura de deformación de las sierras de Azul es un ejemplo de tectónica transcurrente del basamento cristalino con un sentido de cizalla derecho, desarrollado durante el ciclo orogénico Transamazónico tardío.

Además, en regiones aledañas, Teruggi *et al.* (1973) identificaron tres dominios tectónicos en el basamento cristalino de las sierras de Tandil con una secuencia de eventos deformacionales, metamórficos e ígneos. Para la misma región Teruggi *et al.* (1988) han reinterpretado la tectónica reconociendo dos direcciones estructurales principales, una de rumbo EO y otra de rumbo NE; ambos sistemas se habrían desarrollado en una zona de deformación por cizalla dúctil a niveles estructurales medios a profundos.

Desde un punto de vista geotectónico Dalla Salda *et al.* (1988) han propuesto para la región cratónica del Río de la Plata dos ciclos orogénicos principales: Transamazónico (2,2-1,7 Ga) y el Brasiliano (900-500 Ma). Algunos leucogranitos presentes en el basamento de esta región serían el resultado de una tectónica colisional, asociada con fallas transcurrentes; los diques de basalto, oblicuos a la cizalla principal y a las zonas miloníticas, estarían vinculados con este evento.

Asimismo, Ramos *et al.* (1990) consideran que la región de Tandilia posee una historia compleja de acreción de arcos islándicos como el del Cortijo, durante la colisión del terreno alóctono de Tandilia con el cratón del Río de la Plata; dicha colisión, que habría abarcado gran parte del Proterozoico, produjo una intensa deformación y apilamiento tectónico. Las rocas volcánicas de la región corresponden a diferentes ambientes tectónicos: arcos volcánicos islándicos, riolitas postcolisionales y basaltos de intraplaca.

Elementos estructurales

Descripción de estructuras mesoscópicas

Los elementos estructurales mesoscópicos dominantes en esta región son las foliaciones miloníticas de la zona de megacizalla (Fig. 2) y las foliaciones

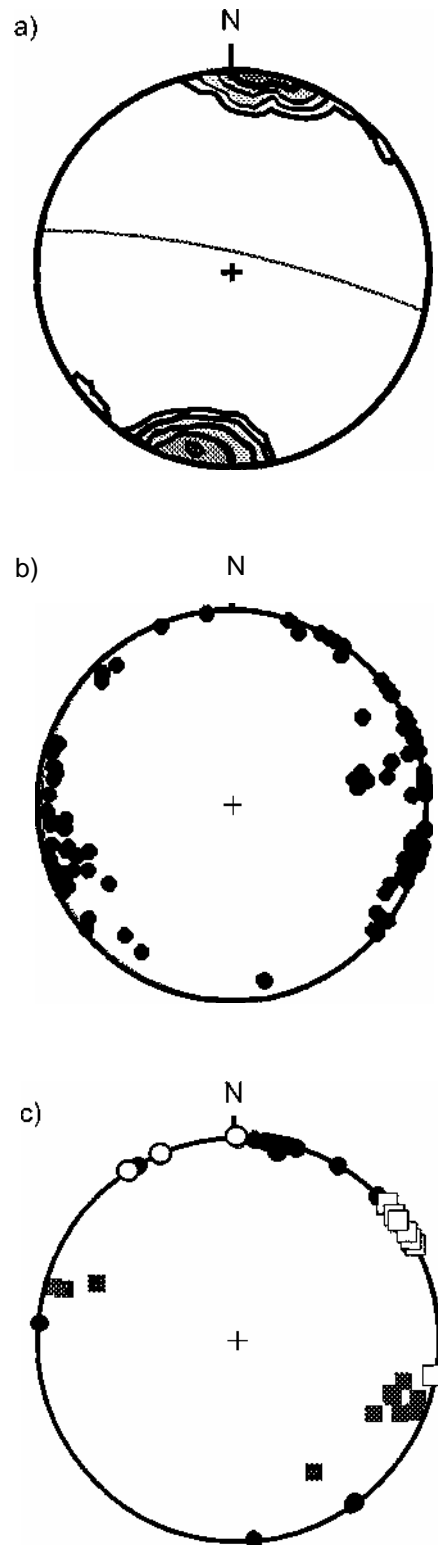


Figura 2: a, Diagrama de densidad de foliaciones miloníticas. Foliación promedio: 013/82 (curvas 2,4, 8, 16,32%; n= 65). b, Diagrama de puntos de fracturas (n = 115) . c, Diagrama de puntos de *kink bands* (o izquierdos; o derechos), lineaciones i, fajas ultramiloníticas •, (n total=40). Hemisferio inferior en todos los casos.

halladas en las rocas del basamento que forman parte de la caja (Frisicale *et al.* 1998, 1999).

Las rocas menos deformadas en la zona de cizalla tienen una foliación secundaria, espaciada, planar, y homogéneamente distribuida, definida por dominios que tienen un espaciado mayor de 10 μm (Twiss y Moeres 1992; Passchier y Trouw 1996). La foliación es disyuntiva, y está caracterizada por dominios de clivaje finos, marcados por la concentración de biotita, óxidos, y en menor proporción hornblenda y epidoto fuertemente alineados, separados por microlitones en los cuales los minerales laminares son menos abundantes o tienen una menor orientación. Según la forma de los dominios de clivaje la foliación es rugosa, el porcentaje de dominios de clivaje en la roca es inferior al 30%, y la relación espacial entre los dominios de clivaje es de tipo anastomosada (Fig. 3a). En las rocas miloníticas los dominios de clivaje se vuelven continuos, de grano muy fino separados por microlitones de escaso espesor y sin continuidad. En las fajas ultramiloníticas se observa únicamente una foliación milonítica muy marcada, no se reconocen los dominios de clivaje ni los microlitones (Fig. 3a).

Las lineaciones halladas en los planos de foliación milonítica son escasas; sólo en algunos lugares se encontraron estriaciones superficiales con orientación y muy poco buzamiento. Están representadas por estrías muy marcadas y estructuras del tipo borde y canaleta (*ridge and groove*). En el terreno no fue posible distinguir lineaciones de tipo mineral penetrativas mesoscópicas.

En el sector norte de la zona de megacizalla se han hallado escasos ejemplos de plegamiento de la foliación milonítica (Fig. 3b). Son de tamaño mesoscópico, asimétricos, con adelgazamientos de limbos y engrosamientos de charnelas. Los planos axiales se presentan subverticales con una relación angular marcada respecto del cizallamiento principal; los ejes son subparalelos a la zona de cizalla, algunos de los cuales son subverticales y otros son de fuerte buzamiento. Estos pliegues pueden ser utilizados como indicadores de sentido de movimiento; en el caso de la figura 3b el sentido de desplazamiento es izquierdo.

Se determinaron bandas de cizalla tipo C (Passchier y Trouw 1996) o superficies S-C (Fig. 3c) que indican en algunos casos movimientos derechos, y en otros un sentido de cizalla izquierda. Consisten en planos de foliación S cortados por Gandas de cizalla tipo C. La foliación S está marcada por orientación de cristales de cuarzo, feldespatos y biotita; las bandas C en general son coincidentes con la dirección de cizallamiento y están constituidas por láminas de biotita orientadas. Se observaron abundantes zonas de cizallas secundarias también denominadas bandas de cizalla C' (Passchier y Trouw 1996), oblicuas a los límites de la zona de cizalla, de tamaños que

van desde milímetros a decenas de centímetros. Presentan geometría de juegos conjugados y afectan a la foliación milonítica, con una dirección promedio de 250/80 (Fig. 3d).

Se determinaron abundantes indicadores cinemáticos tipo a y 5 con sentido de cizalla izquierdo y derecho, vistos en planta (Fig. 3c, e). Los porfiro-clastos de feldespato observados en el plano de clivaje o de foliación no muestran orientación preferencial, y tienen formas redondeadas, o sea que en 3 dimensiones son oblados (Fig. 3f).

En distintas localidades se hallaron estructuras tipo *kink band*, con un ancho de banda desde pocos cm hasta 20 cm aproximadamente, que afectan la foliación milonítica y con sentido de cizalla tanto derecho como izquierdo vistos en planta. El rumbo de estos *kink band* es variable, algunos son E-O y otros rumbos son SE-NO.

Descripción de las microestructuras

Protomilonitas: Las rocas de la zona de cizalla con menor grado de deformación se encuentran en el sector norte de Boca de la Sierra (Fig. 1), en cercanías de la ruta 80, coincidente con lo expuesto por González Bonorino *et al.* (1956); también se observó un afloramiento de rocas con baja deformación al sur del corte de la ruta, sobre el borde este de la misma, y en las estribaciones norte y sur del cerro La Armonía (Fig. 1). Presentan en general textura porfiroclástica, con cierto bandeado de minerales félsicos y máficos no muy definido. Está formada por porfiroclastos (80%) de feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, hornblenda y micas, y escasa matriz (20%) de grano fino. El feldespato potásico, generalmente microclino (4 a 8 mm), tiene sus bordes redondeados y recrystalizados en mirmequita, microclino, plagioclasa con maclas de deformación y cuarzo de grano fino. En algunos casos están fracturados, con escasa recrystalización en las fracturas internas. Algunos porfiroclastos de microclino muestran estructuras tipo *quarter* (Passchier y Trouw 1996), con distribución asimétrica de mirmequitas. Las plagioclasas (2 mm) están zonadas y tienen sus bordes redondeados y recrystalizados en plagioclasa con maclas de deformación, cuarzo y biotita. El cuarzo está fuertemente deformado y se presenta como agregados de granos y subgranos o como cintas de cuarzo (*ribbon quartz*) rodeando granos mayores de feldespatos. Los granos relícticos poseen extinción ondulante y bandas de deformación; los granos recrystalizados son de forma irregular y tienen sus bordes lobulados hasta rectos. El cuarzo en cintas tiene sus bordes rectos, generalmente perpendiculares a la cinta, con algunos puntos triples. La hornblenda (2 mm) es de color verde intenso y está alterada en biotita siguiendo las direc-

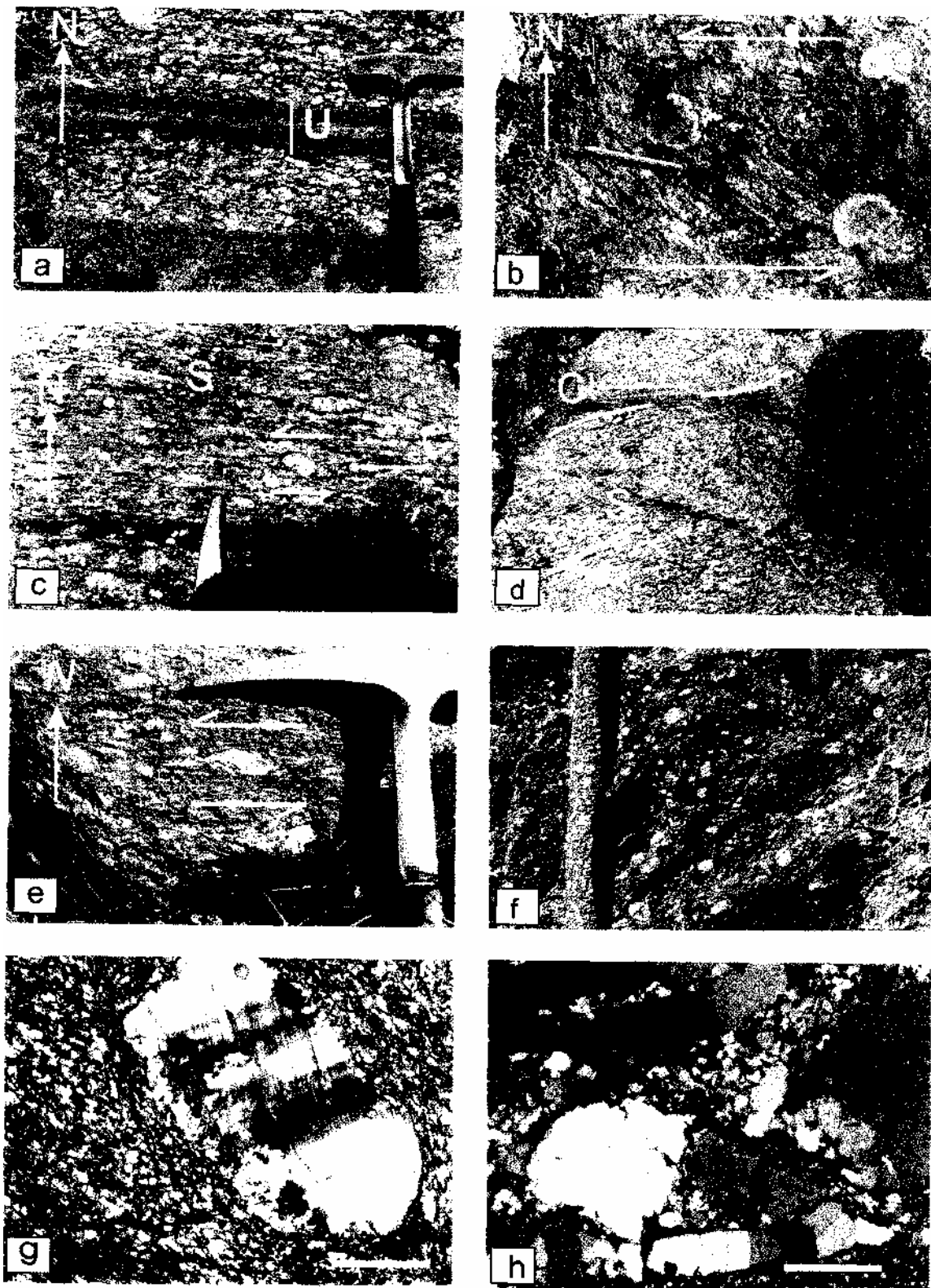


Figura 3: a, b, c, d, e, f: Estructuras mesoscópicas. a, Foliación milonítica con bandas ultramiloníticas.(U) b, Pliegue asimétrico (sentido de cizalla izquierdo), c, Porfiroclastos de feldespato potásico rotados tipo cr y estructura S-C (ambos con sentido de cizalla izquierdo), d, Vista en planta, S: foliación milonítica, C': faja de cizalla discreta que afecta a S, (sentido de desplazamiento derecho), e, Porfiroclastos de feldespato potásico rotados tipo a, con sentido de cizalla izquierdo, f, Porfiroclastos en el plano XY paralelo a la foliación milonítica. g y h: Estructuras microscópicas, con nicoles cruzados. Barra =400 finí, g, Desarrollo incipiente de estructuras núcleo-manto en porfiroclasto de feldespato potásico, nótese las bandas de deformación, h, Porfiroclastos de feldespato potásico fracturados con bordes recrystalizados y cintas de cuarzo con bordes rectos y puntos triples.

ciones de clivaje y en sus bordes. Como minerales accesorios se determinaron epidoto y allanita rodeada de epidoto formando coronas.

La "escasa matriz de grano fino (30 μm) está formada por plagioclasa con maclas de deformación, microclino, pertitas tipo llama, cuarzo, biotita y epidoto. Los contactos entre los minerales claros son rectos y con abundantes puntos triples.

En algunos sectores se observan bandas de biotitas que marcan una dirección de foliación predominante y que alternan con bandas de cuarzo recrystalizado (*ribbon quartz*). Existen biotitas alteradas a clorita, y escasa muscovita.

Milonitas: Son rocas con mayor grado de deformación, formadas por porfiroclastos de feldespato potásico distribuidos en una matriz de grano muy fino. Es posible hallar este tipo de roca en la ladera sur de Boca de la Sierra, al oeste de la ruta 80, en las laderas norte y sur de las sierras ubicadas dentro de la Base Azopardo, y en el borde sur del cerro Armonía. La textura de esta roca es porfiroclástica con cierta laminación marcada por la alternancia de bandas félsicas y bandas máficas; está constituida por porfiroclastos (menores de 2 mm) de feldespato potásico, plagioclasa, hornblenda y escasas biotitas, en una matriz de grano fino (menor de 20 μm).

El feldespato potásico es peritítico, en algunos casos con maclas en parrilla características de microclino, y con sus bordes fuertemente recrystalizados (Fig. 3f), indicando una estructura núcleo-manto. Los bordes de recrystalización están formados por cristales de feldespato potásico peritítico, plagioclasa con maclas de deformación, mirmequitas y pequeñas gotas de cuarzo; los contactos entre granos en general son rectos y con puntos triples. Algunos feldespatos presentan estructuras *quarter* (Passchier y Trouw 1996), es decir una distribución asimétrica de microestructuras; en este caso particular son mirmequitas asimétricas, que se concentran en los bordes de los granos paralelos a planos de foliación. Probablemente se originaron por una reacción de recrystalización del feldespato en lugares de alto esfuerzo diferencial (Simpson y Wintsch 1989). Localmente las mirmequitas reemplazan casi totalmente los porfiroclastos de feldespato. En los extremos de algunos porfiroclastos peritíticos se desarrollan sombras de presión bastante simétricas y en otros casos asimétricas. Las sombras de presión están compuestas por feldespato peritítico, mirmequita, cuarzo y biotita recrystalizados. En algunas milonitas se observaron incipientes cintas de feldespato, formadas por microclino y pertitas en llama, con bordes rectos y puntos triples, que alternan con cintas de cuarzo. La plagioclasa está zonada, con bordes redondeados y recrystalizados en mirmequita o en plagioclasa con maclas de deformación, y alterada en sericita y epidoto.

El cuarzo, fuertemente recrystalizado, forma agrega-

dos de granos de cuarzo y cintas de cuarzo (*ribbon quartz*) rodeando clastos más rígidos de feldespato y hornblenda; los granos mayores de cuarzo tienen extinción ondulante y bordes lobulados y los granos menores tienen bordes rectos y algunos puntos triples (Fig. 3h).

Los clastos de hornblenda tienen sus bordes redondeados y rodeados por biotita de grano fino, que en algunos casos está alterada a biotita siguiendo las líneas de clivaje. Existen porfiroclastos de allanita con textura en corona de epidoto. Los porfiroclastos redondeados de biotita están desferizados, tienen bajo pleocroísmo y están rodeados por biotitas de neoformación acompañadas por epidoto. En algunos casos los clastos de biotita están alterados a clorita y epidoto.

La matriz recrystalizada es de grano muy fino y está formada por cristales de microclino, plagioclasa con maclas de deformación, cuarzo, pertitas en llamas, mirmequita, biotita orientada y epidoto.

El análisis de la distribución del tamaño de grano de estos minerales indica que existe una importante disminución del mismo, debido a un aumento de la proporción de fases recrystalizadas.

Estructuras S-C y porfiroclastos rotados tipo a y 5: En las rocas miloníticas más deformadas, donde el porcentaje de matriz es cercano o mayor al 80%, frecuentemente se observan al microscopio estructuras S-C en las que la foliación S está marcada por la presencia en la matriz de cuarzo, feldespatos, tanto pertitas en llama como plagioclasa y microclino, biotita orientada y epidoto y en algunos casos también por muscovita. Las bandas C son coincidentes con la dirección de cizallamiento y están formadas por láminas de biotita orientadas y epidoto, a veces acompañados de un agregado de grano muy fino de clorita. Estas estructuras S-C pueden ser utilizadas como indicador cinemático (Passchier y Trouw 1996). En este caso, los resultados obtenidos indican sentido de movimiento ambiguo; se han determinado tanto estructuras S-C con sentido de movimiento derecho como izquierdo. Además, se observan abundantes fracturas que cortan tanto la foliación S como las bandas C, originando desplazamientos de la foliación milonítica. Estas fracturas están rellenas en algunos casos por minerales opacos y en otros por clorita. También existen venillas de cuarzo recrystalizado, y algunos minerales secundarios como baritina y fluorita, lo que indicaría una removilización de fluidos asociada a la milonitización.

Se han encontrado abundantes porfiroclastos de feldespato potásico, en menor proporción plagioclasa, hornblenda y allanita rotados, que pueden ser utilizados como indicadores del sentido de movimiento. Los porfiroclastos de feldespato potásico y plagioclasa, en general, están rodeados por una matriz de cuarzo, feldespato y mica, la cual puede estar defor-

mada en colas que se extienden en los extremos del porfiroclasto paralelo a la fábrica milonítica (Passchier y Simpson 1986). Se distinguieron porfiroclastos del tipo a y del tipo S con simetría monoclinica (Passchier y Trouw 1996), que indican sentidos de movimiento contrapuestos, tanto derecho como izquierdo. En la figura 4a, b, c y e se observan porfiroclastos tipo 8 cuyas colas pueden tener o no *stair stepping* (Lister y Snoke 1984). También se utilizaron, como indicadores de movimiento, porfiroclastos de hornblenda (Fig. 4d) y de titanita del tipo a, cuyas colas amplias y curvadas yacen a diferentes alturas en ambos lados del porfiroclasto, referidas como *stair-stepping*. En el caso de hornblenda las colas de presión asimétricas están formadas por cuarzo, feldespato, biotita y epidoto recrystalizados; para la titanita las sombras de presión son de cuarzo, feldespato y biotita.

Ultramilonitas: Son rocas de grano muy fino, intensamente foliadas, algunas veces se presentan formando fajas de espesor variable, entre 10 y 30 centímetros. La textura de la roca es porfiroclástica con abundante matriz y escasos porfiroclastos.

El feldespato potásico peritítico está alterado a sericita, con sus bordes y fracturas internas recrystalizados en microclino, cuarzo, mirmequita y algunas veces clorita. Algunos de estos porfiroclastos están atravesados por microfracturas que causan el desplazamiento relativo de los fragmentos (Fig. 4f, g). Si bien algunos autores han utilizado el sentido de movimiento de estas microfracturas como indicadores cinemáticos, Passchier y Trouw (1996) señalan que su utilidad aún no ha sido comprobada. En este sentido se puede decir que se han observado tanto microfallas antitéticas como sintéticas, e indicarían tanto un sentido de movimiento izquierdo como derecho. Existen porfiroclastos de feldespato pervasivamente fracturados; dentro de estas microfracturas cristalizan además de cuarzo y feldespato, clorita, fluorita y en menor proporción calcita y ópalo (Fig. 4h).

Se determinaron porfiroclastos de feldespato potásico con sombras de presión rodeados por cintas de cuarzo y/o feldespato potásico; clastos de feldespato potásico peritítico fracturados, con extinción ondulosa y teñidos por óxidos de hierro. Algunos porfiroclastos de feldespato potásico están rotados y tienen un diseño tipo a con sentido de cizalla derecha.

La matriz recrystalizada es de grano muy fino y está formada por cuarzo, microclino, pertitas en llama, plagioclasa con maclas de deformación, biotita y epidoto; presenta una laminación marcada, bandas claras formadas por cuarzo con extinción ondulosa, pertitas en llama, que alternan con bandas delgadas de biotita orientada de grano muy fino, y clorita. Se determinaron estructuras S-C similares a las reconocidas en rocas miloníticas más deformadas, pero en este caso no es conveniente utilizarlas como indica-

dores cinemáticos, ya que no tienen una buena definición, y además están atravesadas por abundantes fracturas oblicuas a ambas direcciones que desplazan la foliación preexistente.

Análisis de la forma de los granos

Se seleccionaron 11 muestras de rocas deformadas pertenecientes a diferentes perfiles para realizar el análisis de la forma de los granos minerales distorsionados. Se tomaron tres cortes ortogonales entre sí y paralelos a los ejes predefinidos XYZ, donde el plano XY es paralelo a la foliación milonítica dominante. El eje X se eligió arbitrariamente como horizontal, ya que no se hallaron lineaciones minerales que indicaran la dirección de máximo estiramiento; sólo se encontraron algunas estriaciones superficiales subhorizontales. Se midieron los ejes mayor y menor de varios porfiroclastos de feldespato potásico en cada uno de los cortes (XY, XZ e YZ) de las 11 muestras, se calculó la relación entre el eje mayor y menor para cada cristal medido, luego se determinó el promedio de este cociente para cada uno de los cortes. Los resultados obtenidos fueron volcados en el diagrama de Flinn (1962), en el cual la ordenada y la abscisa representan las relaciones $a = X/Y$ y $b = Y/Z$ (Fig. 5). Todos los puntos caen en el campo del aplanamiento, por debajo de la recta $a=b$ o de la deformación plana (Ramsay y Huber 1987). Este resultado se puede corroborar en el campo, ya que sobre el plano de foliación milonítica se observa que los porfiroclastos tienen una llamativa redondez (Fig. 6). Con frecuencia no es posible hallar una orientación preferente sobre este plano.

Asimismo se calcularon los mismos parámetros para el caso en que el eje X se ubicara en posición vertical, obteniéndose resultados similares.

Orientaciones cristalográficas preferentes

En muchas rocas deformadas es común la orientación cristalina de los minerales de manera sistemática. Algunos minerales de hábito planar tienen una orientación cristalina preferente fácil de reconocer ya que se disponen paralelos a la foliación, como es el caso de las micas. Sin embargo, para el caso del cuarzo, se deben utilizar técnicas especiales para reconocer orientaciones cristalográficas preferentes (OCP). Para ello se utilizó el método clásico de la platina universal que permite la rotación de la sección delgada en tres direcciones para calcular la OCP de los ejes c de cuarzo.

Se ha procedido a seleccionar las mediciones en cada sección delgada en base al tamaño y forma del

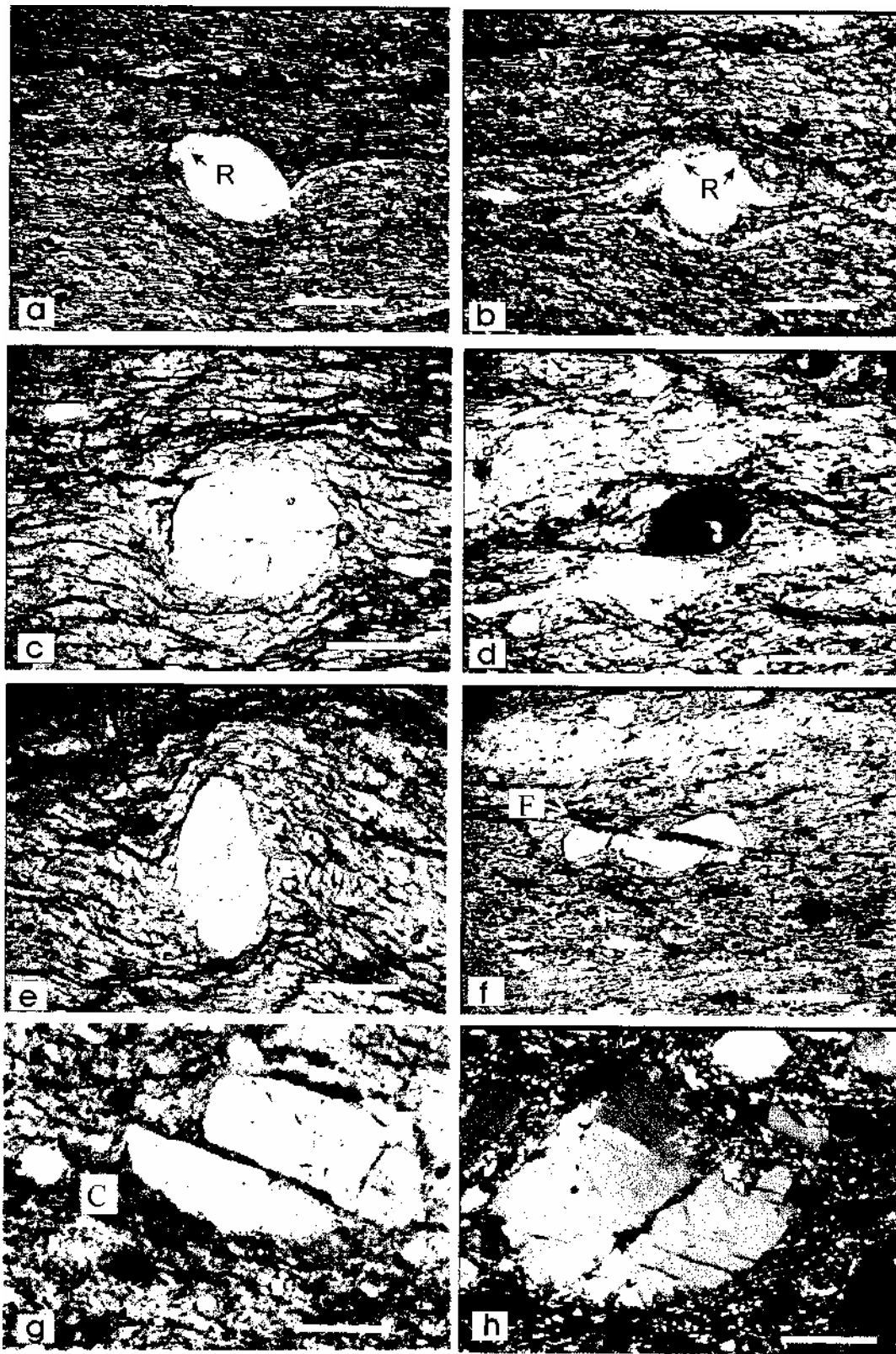


Figura 4: Estructuras microscópicas observadas en el plano XZ; a, b, c, d, e, f, g: con luz paralela; h: con nicoles cruzados. En fotomicrografías a, b, d, c: barra=600 μ m. En c, f, g: barra =320 μ m. En h: barra=800 μ m. a, b, Porfiroclastos de feldespato potásico con bordes recrystalizados (R) rotados tipo 8 con sentido de cizalla derecho, c, Porfiroclasto de feldespato potásico rotado tipo 5 con sentido de cizalla izquierdo, d, Porfiroclasto de hornblenda rotado tipo a con sentido de cizalla derecho, e, Porfiroclasto de feldespato potásico rotado tipo 5 con sentido de **cizalla** izquierdo, f, g, Porfiroclastos de feldespato potásico fracturados con desplazamiento derecho, F: fluorita, C: clorita. h, Porfiroclasto **de** feldespato potásico fracturado, con evidencias de recrystalización en sus bordes y en las fracturas internas.

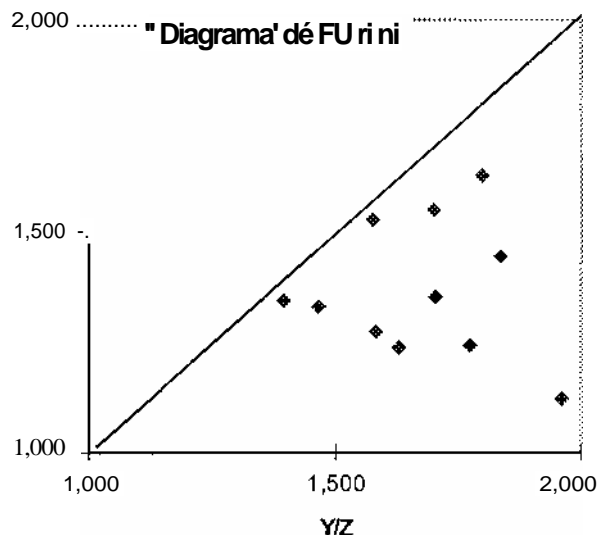


Figura 5: Diagrama de Flinn para porfiroclastos de feldespato de la zona de cizalla. Los puntos caen en el campo del aplanamiento aparente.

grano y a las características de la deformación interna de cada grano. Se midieron porfiroclastos y granos recrystalizados cuyo tamaño fuera superior a 50 μm , y en los cuales la deformación interna (extinción ondulante) no fuera muy intensa como para dificultar la medición. El tamaño de los granos re-crystalizados es bastante homogéneo para cada una de las muestras analizadas. Se midieron granos individuales y aquellos que forman parte de una cinta (*ribbon quartz*).

Para ello se tomaron varias muestras orientadas en el perfil de Boca de la Sierra que atraviesa la zona de cizalla en su mayor espesor, con el objeto de analizar las características y variaciones de la deformación. Los resultados pueden verse en la figura 7, donde se muestran los diagramas de densidad y su respectiva ubicación en el perfil.

Se puede apreciar que los diagramas ubicados hacia la parte media del perfil muestran con claridad un máximo bien definido en el centro del diagrama (diagramas 0205, 0305, 0405 y 0505). Esta situación cambia para los diagramas de densidad ubicados en los bordes N y S del perfil, donde éstos son más complejos de interpretar.

Estos resultados permiten suponer que la parte central de la zona de megacizalla se ha desarrollado bajo un régimen de deformación con predominio de coaxialidad que ha generado orientación cristalográfica preferente con marcada simetría.

Mecanismos de deformación

Cuarzo: En las rocas menos deformadas la presencia de granos de cuarzo elongados, con extinción

ondulante y bandas de deformación, rodeados por subgranos de similar tamaño, sugeriría una recrystalización dinámica por rotación de subgranos (*sub-grain rotation*): los granos de cuarzo que forman las cintas tienen bordes que varían desde lobulados hasta rectos, que indicarían recrystalización por migración de borde de grano (*grain boundary migration*). En las rocas miloníticas con mayor deformación, las cintas de cuarzo generalmente contienen granos de cuarzo libres de deformación, con bordes rectos formando puntos triples a 120° , o forman un alto ángulo con los bordes de la cinta. En las rocas ultra-miloníticas existe una disminución significativa del tamaño de grano, y sólo se conservan algunos agregados aislados de granos de cuarzo, con bordes rectos y contactos triples.

Feldespatos: El feldespato potásico presenta un comportamiento diferente frente a la deformación; muestra reducción en el tamaño de grano tanto por fractura frágil como por recrystalización dinámica. La presencia de subgranos y zonas de feldespatos de grano fino recrystalizado sugiere que los procesos operantes son reptación de dislocaciones (*dislocation creep*) y recrystalización dinámica (Simpson 1985). Las estructuras núcleo-manto que desarrollan los feldespatos se originan por recrystalización dinámica, con predominio del mecanismo de reptación de dislocaciones.

Biotita: Los cristales originales de biotita muestran evidencias de deformación plástica, con deslizamientos a lo largo del plano (001), fracturación tipo *kink*, y recrystalización en sus bordes; presentan fenómenos de desferización, transformándose parcialmente en clorita y finos cristales de rutilo. En las zonas de mayor deformación, la biotita recrystalizada origina una matriz fina, cuyas láminas se disponen en forma paralela a la foliación.

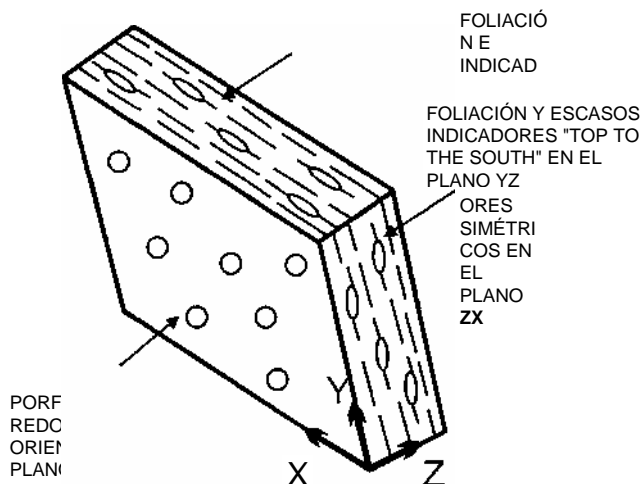


Figura 6: Esquema que muestra la forma de los clastos en 3 planos ortogonales entre sí en relación a la foliación milonítica.

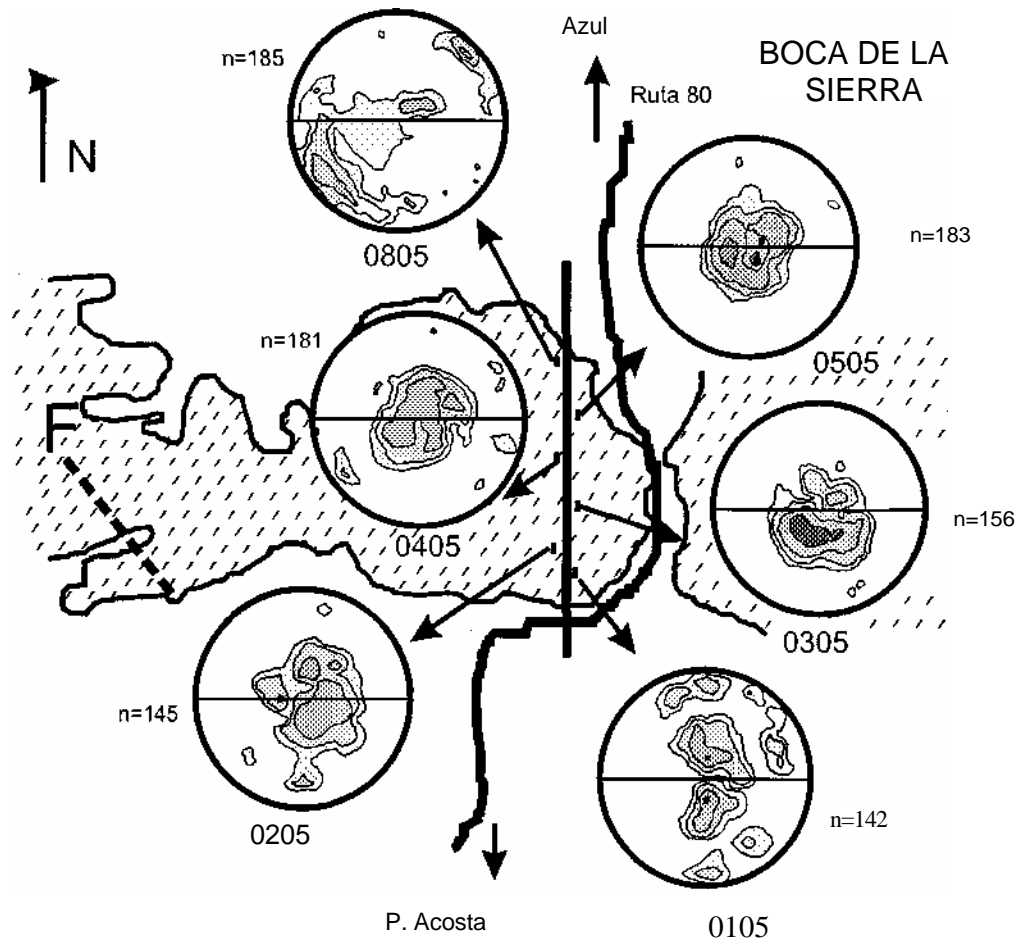


Figura 7: Diagramas de densidad de orientaciones de eje *c* de cuarzo y su ubicación en el terreno. Hemisferio inferior, secciones XZ, la foliación se marca con una línea E-O en los diagramas.

Hornblenda: Los porfiroclastos de hornblenda presentes en las protomilonitas muestran un comportamiento frágil, con juegos de fracturas oblicuas a la dirección de la foliación principal.

Discusión

Passchier y Trouw (1996) indican que la deformación de las rocas en general no se encuentra homogéneamente distribuida: una evidencia de esta heterogeneidad es la concentración de la deformación en zonas planares conocidas como zonas de cizalla, en las que se produce rotación de componentes, reflejando desplazamientos laterales de segmentos de roca de caja. La deformación en las zonas de cizalla origina fábricas características y asociaciones minerales que reflejan las condiciones de P-T, tipo de flujo, sentido de movimiento e historia de la deformación. Las zonas de cizalla mayores pueden estar ac-

tivas por períodos de tiempo considerable, y por lo tanto muestran evidencias de varios procesos superpuestos bajo condiciones metamórficas diferentes.

La zona de megacizalla de Boca de la Sierra ha desarrollado elementos de fábrica que permiten estudiar la deformación progresiva. La foliación milonítica es muy pronunciada con orientación planar de los minerales que integran la matriz y los porfiroclastos; en algunos sectores, aunque con escasa frecuencia, se produce un notable bandeo con características de un *stripped* gneiss.

Una característica notable es que, si bien los afloramientos rocosos de Boca de la Sierra tienen marcada orientación este-oeste, la foliación milonítica dominante presenta una orientación este-sudeste (Fig. 1), aunque en algunos sectores centrales tiende a un rumbo oriental. Este esquema tiene alguna discrepancia respecto de la hipótesis geométrica propuesta por González Bonorino *et al.* (1956) quienes consideran que una foliación preexistente de orientación nor-nordeste es afectada por cizallamiento derecho con

rumbo este-oeste, dando lugar a una orientación dominante de la foliación en la zona de cizalla en dirección este-nordeste, situación que no coincide con la orientación hallada.

Indicadores cinemáticos

Los porfiroclastos muestran colas de presión simétricas en la mayoría de los casos cuando se observan los afloramientos en cortes horizontales (plano XZ); son menos frecuentes aquellos ejemplos con colas de presión asimétricas, las cuales, cuando están presentes, indican disparidad en cuanto al sentido de vergencia, encontrándose tanto derechos como izquierdos. En cortes verticales y perpendiculares a la foliación milonítica (plano YZ), se han hallado algunas colas asimétricas, las que en su mayoría apuntan a un sentido de movimiento «techo hacia el sur» de la masa rocosa. En planos XY (paralelos a la foliación) los porfiroclastos tienen una forma redondeada muy notable, razón por la cual no es posible determinar orientaciones preferentes (Fig. 4).

El análisis de la forma con diagramas de Flinn de los porfiroclastos vistos al microscopio dan por resultado una concentración de valores en el campo del aplanamiento aunque con alguna dispersión; no obstante en esta etapa del estudio aún no se ha analizado la importancia de los cambios de volumen de la masa de roca afectada.

Otras estructuras interesantes son las bandas de cizalla que se desarrollaron dentro de la megazona de cizalla, con ángulo bajo respecto de la foliación milonítica. Estas bandas de cizalla se interpretan como de tipo C' de acuerdo a Passchier y Trouw (1996).

Orientaciones cristalográficas y mecanismos de deformación

Los diagramas de densidad con máximos de ejes c ubicados en el centro indican que los ejes a del cuarzo (y las caras prismáticas ni) están orientados simétricamente respecto del elipsoide de deformación y por lo tanto el sistema de deslizamiento cristalino que se destaca es el $\{m\} \langle a \rangle$, aunque seguramente complementado por otros sistemas. Estas fábricas se han podido producir experimentalmente bajo la acción de procesos de aplanamiento simple, y son comunes en rocas de medio a alto grado metamórfico (Twiss y Moores 1992; Passchier y Trouw 1996).

Los mecanismos de deformación actuantes en la zona de cizalla varían en función del tipo de roca considerado. De esta manera, los mecanismos que predominan para las rocas menos deformadas y las milonitas corresponden al régimen 2 de Hirth y Tullis (1992); sin embargo para las ultramilonitas es más apropiado considerar la actuación de mecanis-

mos de deformación pertenecientes al régimen 3 de Hirth y Tullis (1992). En estos casos se debe considerar la disminución de la velocidad de deformación conjuntamente con un incremento de temperatura o con adición de trazas de agua. Asimismo se debe tener en cuenta la posibilidad de coexistencia de distintos regímenes de deformación en función del mineral afectado, ya que los regímenes de Hirth y Tullis (1992) fueron definidos para cuarzo; no obstante algunos autores extienden estos regímenes para feldespato y otros minerales (Simpson 1998).

Cinemática de las estructuras

Un aspecto interesante es que el análisis de la forma de los porfiroclastos de feldespato orientados, así como la fábrica de ejes c de cuarzo, apuntan a un aplanamiento como el mecanismo de deformación más probable. Los indicadores cinemáticos son ambiguos ya que muestran sentidos de movimiento de la masa rocosa tanto derecho como izquierdo, siendo estos últimos los más abundantes. Estos indicadores localizados en cortos tramos de afloramientos continuos no apoyan la hipótesis de componentes de transcurrencia importantes para esta zona de cizalla (Fig. 8). En algunos perfiles verticales naturales fue posible hallar escasos indicadores cinemáticos consistentes con un sentido de movimiento de la masa rocosa «techo hacia el sur», de importancia secundaria.

Las estructuras de cizalla secundarias que afectan a la foliación milonítica principal son de bajo ángulo y por lo tanto se consideran de tipo C' (Passchier y Trouw 1996). Uno de los juegos conjugados de estas estructuras es dominante, y el otro está escasamente desarrollado (Fig. 8). De acuerdo a Passchier y Trouw (1996) estas estructuras se desarrollarían en las etapas tardías de los procesos de cizallamiento, cuando ya se ha generado una fuerte orientación preferente en la zona de cizalla, y estarían relacionadas con extensión paralela a ambos lados del rumbo de la misma durante las etapas finales de la deformación.

Conclusiones

1) Consideramos que, en esta etapa del estudio y sobre la base de los resultados conseguidos, la zona de megacizalla de Boca de la Sierra se ha desarrollado por procesos donde predomina el aplastamiento (*flattening*), con escasa componente de transcurrencia. Este proceso es el responsable de la foliación milonítica dominante en la región. Se debe destacar que el predominio del aplanamiento en el desarrollo de zonas de cizalla es un caso poco común.

2) Algunas evidencias halladas en los cortes verticales y perpendiculares a la foliación milonítica se-



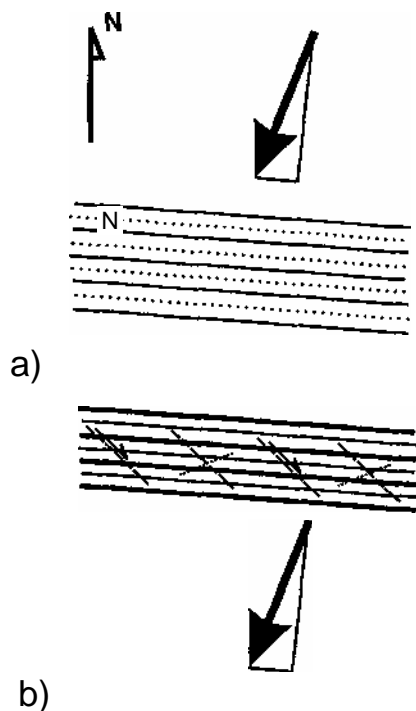


Figura 8: Desarrollo de la foliación milonítica principal y las cizallas secundarias, a, en una primera etapa se desarrolla la foliación milonítica por acción de esfuerzos NNE con mayor componente normal, b, una vez desarrollada la foliación milonítica se generan cizallas secundarias del tipo C' que afectan a la anterior y que podrían indicar extensión paralela a la cizalla mayor.

ñalan la existencia de una componente de cizalla incipiente que provoca un movimiento de la masa rocosa de orden secundario con sentido de vergencia hacia el sur.

3) Teniendo en cuenta los mecanismos de deformación actuantes, la deformación ha sido muy intensa bajo condiciones de metamorfismo que alcanzarían, al menos, el grado medio.

4) En las etapas tardías de este proceso se formarían las bandas C' que afectan a la milonitización de manera discreta. Estas mesoestructuras son secundarias y podrían señalar un estiramiento de la megazona paralelo al rumbo.

5) Estas consideraciones nos llevan a interpretar que este rasgo tectónico mayor, posiblemente producido durante el ciclo orogénico Transamazónico tardío, podría estar relacionado con un ambiente tectónico donde predomina una convergencia normal, de dirección NNE-SSO.

Agradecimientos

Se agradece a la Secretaría de Ciencia y Técnica de la Universidad Nacional del Sur por el apoyo eco-

nómico otorgado, y a los arbitros de la Revista por sus valiosos comentarios.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Dalla Salda, L., 1981. Tandilia, un ejemplo de tectónica de transcurrancia en basamento. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43(2): 198-209. Buenos Aires.
- Dalla Salda, L., Bossi, J. and Cingolani, C., 1988. The Río de la Plata cratonic region of southwestern Gondwanaland. *Episodes*, 11(4): 263-269.
- Dalla Salda, L., Franzese, J. and Posadas, V., 1992. The 1.800 Ma Milonite-anatectic granitoid association in Tandilia, Argentina. In: Masón, R. (Ed.): *Basement Tectonics*, 7: 161-174, Kuwer Academic Publishers, Netherlands.
- Flinn, D., 1962. On folding during three-dimensional progressive deformation. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 135: 291-305.
- Frisicale, M.C., Dimieri, L.V. and Dristas, J.A., 1998. The Boca de la Sierra megashear zone, Tandilia, Argentina. *Terra Nostra*. 16 Geowissenschaftliches Lateinamerika Kolloquium: 39. Bayreuth.
- Frisicale, M.C., Dimieri, L.V. y Dristas, J.A., 1999. Megacizalla en Boca de la Sierra, Tandilia: Convergencia normal? *Actas 14° Congreso Geológico Argentino*, 1: 168-171. Salta.
- González Bonorino, F., Zardini, R., Figueroa, M. y Limousin, T., 1956. Estudio geológico de las Sierras de Olavarría y Azul (Prov. De Buenos Aires). *Lemit, Serie 2*, 63: 1-22.
- Hirth, G. and Tullis, J., 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, 8(8): 831-843.
- Lister, G.S. and Snoke, A.W., 1984. S-C Mylonites. *Journal of Structural Geology*, 6: 617-638.
- Passchier, C.W. and Simpson, C., 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, 14(2): 145-149.
- Passchier, C.W. and Trouw, R.A., 1996. *Microtectonics*. Springer Verlag, 289 p., Berlin.
- Ramos, V., Leguizamón, A., Kay, S. y Teruggi, M., 1990. Evolución tectónica de las Sierras de Tandil (Prov. de Buenos Aires). *Actas 11° Congreso Geológico Argentino*, 2: 357-360. San Juan.
- Ramsay, J. G. and Huber, M. L., 1987. *The techniques of modern Structural geology*, vol. 1: *Folds and Fractures*. Academic Press, 700p., New York.
- Simpson, C., 1985. Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *Journal of Structural Geology*, 7: 503-511.
- Simpson, C., 1998. Natural examples of low-temperature, grain boundary migration recrystallization and Natural examples of rotation recrystallization. In: Snoke, A., Tullis, J. and Todd, V. (Eds.): *Fault-related rocks. A Photographic Atlas*, p. 266-269. Princeton University Press. Princeton.
- Simpson, C. and Wintsch, R. R., 1989. Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite. *Journal of Metamorphic Geology*, 7: 261-275.
- Teruggi, M.E., Kilmurray, J.O. y Dalla Salda, L., 1973. Los dominios tectónicos de la región de Tandil. *Anales de la Sociedad Científica Argentina*, 95(1-2): 81-96. Buenos Aires.
- Teruggi, M.E., Leguizamón, M. y Ramos, V., 1988. Metamorfitas de bajo grado con afinidades oceánicas en el basamento de Tandil: Implicaciones geotectónicas, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43(3): 366-374. Buenos Aires.
- Twiss, R.J. and Moeres, E.M., 1992. *Structural Geology*. Freeman, 532 p. New York.

Recibido: 25 de marzo, 2000

Aceptado: 18 de abril, 2001